Отчет

Проект "Криолитозона шельфа и континентального обрамления западногосектора Российской Арктики: распространение, условия формирования, палеогеография и история геологического развития, строение, свойства и тенденции эволюции". **Программа Президиума 23ПЗ** «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология». Содержание работы раскрыто в дополнениях к Плану научноисследовательских работ ФГБУН Института криосферы Земли Сибирского отделения РАН на 2014 г. (Раздел VIII. "Науки о Земле", подраздел 75 "Мировой океан – физические, химические и биологические процессы, геология, геодинамика и минеральные ресурсы океанской литосферы и континентальных окраин; роль океана в формировании климата Земли" Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013-2020 годы)

блок 23.3. «Криолитозона и Арктический шельф в условиях меняющегося климата; стабильность экосистем и газовые гидраты; пути захоронения органического вещества». № гос. рег. 01201274635 Научные координаторs ак. Ваганов Е.А., д.г.н. Ходжер Т.В. за 2012-14 гг.

проект «Криолитологические исследования генезиса льдов и вмещающих мерзлых континентальных субаэральных и субаквальных, морских отложений в Арктике Западной Сибири»

Ответственный исполнитель блока д.г.-м.н. Слагода Е.А. ИКЗ СО РАН

Аннотация. Фактических данных о возрасте геологическом строении и возрасте отложений Приморских низменностей Карского региона недостаточно для достоверных палеогеографических реконструкций неоплейстоцена в Западной Арктике.

В результате комплексных исследований геологического строения, криолитологии, химического состава, микрофауны и микробиоты льдов и пород, выполнены региональные и локальные реконструкции палеогеографической обстановки формирования мерзлых толщ в неоплейстоцене и голоцене в области трансгрессии Карского моря на Западном Ямале и Таймыре, в переходных зонах «суша-море» на Арктических островах.

Основным показателем обстановки морской или континентальной седиментации и возраста отложений являются остатки фауны и флоры, радиоуглеродный возраст органики. Показатели динамики среды седиментации – гранулометрический состав и текстурные признаки, в т.ч. размывы, слоистость, включения и деформации. В Арктической зоне накопление осадков в субаэральной среде сопровождается совместным воздействием седиментационных, криогенных процессов и раннедиагенетических процессов. В переходной зоне суша-море аккумуляция осложняется нахождением биотических индикаторов субаэральных и субаквальных условий, и часто синхронным воздействием криогенеза. Осушенный шельф - засоленные уплотненные отложения или неконсолидированные осадки промерзал эпигенетически и диагенетически. Поэтому, состав, криогенное строение и микростроение льда и отложений основа для определения их генезиса, определения процессов криолитогенеза.

Под воздействием колебаний климата в позднем неоплейстоцене и голоцене мерзлые толщи были преобразованы процессами длительного протаивания и вторичного промерзания. Эти процессы нашли отражение в перестройке криогенного строения толщ и составе полигонально-жильных льдов, в диагенетическом преобразовании и трансформации вещественного состава отложений и текстур, в деформациях слоистости как в восточном секторе Карского региона, так и на низких террасах Арктических островов. На Западном Ямале, вне зоны голоценовой трансгрессии, природные изменения проявились в развитии термокарста, образовании обширных таликов и вторичном промерзании термокарстовых депрессий с новообразованием крупных сложных по форме полигенетических залежей льда во второй половине голоцена.

Основные теоретические выводы.

 Голоценовые полигонально-жильные льды на низких гипсометрических уровнях западного Таймыра и о. Сибирякова являются показателем распространения и уровня подъёма вод в ходе ингрессии Карского моря в Енисейском заливе. Различия морфологии, химического и вещественного состава, реликтовой микробиоты в голоценовых ледяных жилах, вмещающих их отложениях обусловлены обстановкой накопления и промерзания осадков - прибрежно-морской или субаэральной и озерной. 2. На о. Белый установлены химический и изотопный состав полигонально-жильных льдов криогенные текстуры и литология вмещающих отложений первой террасы, определена микрофауна, свидетельствующие о прибрежно-морской обстановке среды седиментации. Доказано, что цоколь террасы содержит псевдоморфозы по жильным льдам, имеет признаки посткриогенного строения, свидетельствующие, что отложения протаяли в ходе трансгрессии, вероятно, в финале позднего неоплейстоцена. Разнообразие криогенного строения и дифференциация солей песчаных отложениях в верхней части террасы обусловлены изменением природной обстановки в переходной зоне «суша –море» - возникновением соленых озер и ингрессиями Карского моря в голоцене.

3. На Западном Ямале, вне зоны голоценовой трансгрессии, природные изменения проявились в стадийном развитии и деградации озерного термокарста с новообразованием крупных сложных по форме полигенетических залежей льда. Развитие термокарста, образование озер и таликов происходили в конце сартанского периода и в первой половине голоцена14- 5 тыс. лет назад. Промерзание осушенных, заполненных осадками термокарстовых депрессий и таликов с разновременным формированием сложных пластовых жильных и диапировых форм залежей льда приурочено, в основном, ко второй половине – 6-3 тыс. лет назад от современности.

Публикации за 2012 - 2014 г.

В рецензируемых и ВАКовских изданиях

1. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхненеоплейстоценовых-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 9-22.

2. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 3. С. 57-63. 3. Слагода Е.А., Лейбман М.О., Хомутов А.В., Орехов П.Т. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море (сообщение 1) // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 11–21 <u>http://www.izdatgeo.ru</u>

4. Слагода Е. А., Курчатова А.Н., Попов К.А., Томберг И.В., Опокина О.Л.;Никулина Е.Л. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза (часть 2) // Криосфера Земли . № 1. с. 12-22.

5. Слагода Е. А., Курчатова А.Н., Опокина О.Л., Томберг И.В. Ходжер Т.В., Фирсова А.Д., Родионова Е.В., Попов К.А., Никулина Е.Л.

Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: геокриолоигческая история и изменения природных условий (часть 3) // Криосфера Земли . № 3. С.33-45.

6. Опокина О.Л., Слагода Е.А. Томберг И.В. Суслова М.Ю., Фирсова А.Д., Ходжер Т.В. Жученко Н.А. Колебание уровня моря и их отражение в составе и строении полигонально-жильныхльдов в низовьях Енисея.// Лёд и снег. 2014. № 4. С. 82-90.

7.Слагода Е.А. Ермак А.А. Дешифрирование экзогенных процессов типичных тундр полуострова Ямал на примере территории района Среднего течения реки Юрибей // Вестник Тюменского государственного университета. 2014. № 4. Науки о Земле. С. 28-38.

Электронные публикации и конференции

1. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н. Вторично промерзшие таберальные отложения Западного Ямала (на примере Марре-Сале) // Современные и прогнозируемые изменения природных условий в высоких широтах. Тезисы конф. Сочи, 2013. С.50. - http://polar2013.ru/index/tezisy/0-14 2. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Курчатова А.Н., Попов К.А., Томберг И.В., Фирсова А.Д., Родионова Е.В., Ермак А.А. Следы термокарста в разрезах Карского региона: признаки таберальных отложений // Современные и прогнозируемые изменения природных условий в высоких широтах. Тезисы конф. Сочи, 2013. С.56. - http://polar2013.ru/index/tezisy/0-14 З.Слагода Е.А., Опокина О.Л., Курчатова А.Н. Рогов В.В., Дроздов Д.С., Орехов П.Т., Крылов А.В., Ходжер Т.В., Томберг И.В. Жученко Н,А. Фирсова А.Д., Родионова Е.В. Результаты комплексного изучения отложений острова Хейса (ЗФИ) Конференция» Современные тенденции природных процессов в полярных регионах Земли и переспективы российских полярных исследований. Г. Сочи 6-8 октября. 2014. http://polar2014.ru/index/tezisy/0-14 4. Опокина О.Л., Слагода Е. А., Курчатова А.Н. К вопросу о возрасте отложений Западного Ямала с подземными льдами различного генезиса. -Конференция» Современные тенденции природных процессов в полярных регионах Земли и переспективы российских полярных исследований. Г. Сочи 6-8 октября. 2014. http://polar2014.ru/index/tezisy/0-14

Раздел 1. Колебания уровня моря и их отражение в составе и строении полигонально-жильных льдов в низовьях Енисея.

Изменения положения уровня моря, существенно влияющие на условия литогенеза в прибрежных районах, могут быть вызваны тектоническими [9] и гляциоизостатическими движениями [12], а также колебаниями климата: трансгрессии – потеплением, регрессии – похолоданием [14, 16]. В свете дискуссии о покровном шельфовом леднике в этом регионе, необходимы объективные представления о соотношении морского и субаэрального осадконакопления. Полигонально- жильные льды, образование которых несовместимо с покровным оледенением были изучены в прибрежно-морских отложениях северо-запада о. Таймыр и о. Сибирякова.

Результаты исследований

Для оценки масштаба трансгрессии Карского моря и влияния морских вод на формирование отложений в позднем неоплейстоцене и голоцене в берегах Енисейского залива и в устье р. Енисей изучены три геокриологических разреза, содержащих полигонально-жильные льды: «Диксон», «О. Сибирякова», «Кареповский» (рис. 1.1). В разрезах выделено от одного до трёх ярусов полигонально-жильных льдов, приуроченных к разным стратифицированным слоям и не всегда имеющих один и тот же возраст.

Первый разрез – «Диксон» – пройден на северо-западе п-ова Таймыр, севернее посёлка, в пределах эрозионно-тектонической долины. Борта долины высотой 20–40 м сложены метаморфическими сланцами, гранитами и дислоцированными гнейсами, которые перекрыты мёрзлыми супесями с нечёткой наклонной слоистостью и с включениями дресвы коренных пород. Делювиальные супеси вмещают нижний ярус сингенетических жил (рис. 1.2, а, расчистки D1-07, D3-09), отнесённых предположительно к сартанскому криохрону [17]. Выше залегают склоновые суглинки, к центру долины переходящие в болотные и прибрежно-морские суглинки и супеси с автохтонным торфом и стволами деревьев (плавник). Органические остатки сформировались в период от 4,7–3,5 до 8,6 тыс. л.н. (табл.1.11) [7]. Они вмещают верхний ярус сингенетических жил.

Клиновидные жилы нижнего яруса в верхней части размыты и осложнены внедрениями вышележащих полигонально-жильных льдов. В днище долины они имеют частично протаявшие ожелезнённые контакты с малольдистыми отложениями, содержащими псевдоморфозы (таберальный комплекс). Морфологические особенности жил нижнего яруса связаны с их размывом в древнем термоабразионном уступе (см. рис. 1.2, a, D3-09), который был захоронен после подъёма уровня моря. Жилы верхнего яруса имеют клиновидно-столбчатую форму, в их кровле установлены линзы пещернотермокарстового льда и современные ледяные жилки. Эти полигональножильные льды эпигенетичны по отношению к нижнему ярусу жил и таберальному комплексу и сингенетичны к вмещающим супесям. Полигонально-жильные льды нижнего и верхнего ярусов в склоновых отложениях схожи: их отличают одинаковый гидрокарбонатно-кальциевый состав и невысокая минерализация – около 50 мг/л (рис. 1.3). Расплавы льда характеризуются повышенным содержанием Мо и U, что обусловлено выщелачиванием коренных пород на водоразделах талыми водами, относительным ростом концентраций Al, Si, K, Ti, Co, Ni, Sr, Ba, редкоземельных элементов и снижением – Zn, Br, I (табл.1.2). Такой состав льда показывает, что жилы формировались в субаэральных условиях [10]. В днище жилы верхнего яруса долины имеют низкую минерализацию (25 мг/л) и хлоридно-натриевый состав, что свидетельствует об участии морских вод в формировании ледяных жил. Фрагменты жил нижнего яруса внизу долины имеют смешанный состав солей –Cl-, HCO3 –, Na+, Ca2+ (в порядке уменьшения) и невысокую минерализацию – приблизительно 50 мг/л (см. рис. 3). От жил на склонах они отличаются повышенным содержанием Cr, Mn, Fe и галогенов. Такое распределение элементов, вероятно, связано с

восстановительным барьером, возникавшим при пропитывании льда морской в древнем термоабразионном уступе [10].



рис. 1.1. Схема расположения участков исследований: 1 – п. Диксон; 2 - о. Сибирякова; 3 - с. Кареповский. Второй разрез – «О. Сибирякова» – расположен в акватории Енисейского залива (см. рис. 1.1), отличается плоским равнинным рельефом, высотой до 33 м, наличием многочисленных мелких рек, термокарстовых озёр и хасыреев, а также низкими берегами – 3–7 м. Остров относят к останцу верхненеоплейстоценовой озёрно-аллювиальной равнины [11]. На юге острова в нижней части разреза вскрыты мёрзлые супеси. В пределах хасырея они деформированы, частично размыты и находятся ниже уровня моря (см. рис. 1.2, б). Супеси перекрыты ожелезнёнными слоистыми песками с галькой и прослоями аллохтонных мхов (от 27 до 11,5 тыс. л.н.). Песчаные отложения вмещают эпигенетические жилы льда нижнего яруса. Супеси с признаками протаивания и пески отнесены к таберальному комплексу, который сформировался позднее 11,5 тыс. л.н. Верхняя часть разреза сложена супесчаными отложениями с крупными линзами автохтонного торфа (3,5 тыс. л.н.), которые по простиранию замещаются озёрным льдом с захороненным на месте произрастания мхом и горизонтальными слоями вертикально ориентированных пузырьков воздуха. Супеси и погребён ный озёрный лёд пересекаются системой полигонально-жильных льдов верхнего яруса.

Жилы льда нижнего яруса залегают в разрезе с наклоном друг к другу и продолжаются ниже уровня моря. В верхней части они оплавлены и содержат линзы пещерно-термокарстового льда. Во льду жил присутствуют обломки и целые створки пресноводных бентосных диатомовых, хорошо сохранившиеся цисты пресноводных хризофитовых водорослей, обломки спикул губок, что указывает на участие в формировании льда пресных озёрных вод.

Полигонально-жильные льды верхнего яруса имеют клиновидную форму и выше уровня моря выклиниваются. Это –сингенетические жилы, но их нижние концы эпигенетичны по отношению к жилам нижнего яруса и таберальному комплексу. Оба яруса жил и таберальный комплекс разреза «О. Сибирякова», в отличие от разреза «Диксон», сформировались в голоцене.

Лёд жил нижнего и верхнего ярусов этого разреза имеет низкую минерализацию – около 40 мг/л; преобладают Cl– и Na+. По химическому составу расплавов льда жилы обоих ярусов схожи с жилами разреза «Диксон», расположенными в днище долины (см. рис. 1.3), т.е. они так же подверглись влиянию морских вод. Однако лёд жил верхнего яруса отличается ото льда жил нижнего яруса повышенным содержанием органического вещества, NH4+, V, Fe, Zn, Mo, Cd, Sn (см. табл. 1. 2), что указывает на наличие геохимического восстановительного барьера при торфонакоплении [20]. В полигонально-жильных льдах обнаружены органотрофные психрофильные микроорганизмы. Во льду верхнего яруса их численность составляет 70 КОЕ/мл, из них 14,2% отнесены к пигментированным колониям. В жилах нижнего яруса численность органотрофных психрофилов в 40 раз выше –2830 КОЕ/мл, пигментированные формы составляют 13,8%. Сходство микробного сообщества во льду указывает на близкие условия роста жил этих ярусов. Количественные различия обусловлены наличием органоминеральных примесей во льду. В отличие от современных и голоценовых

озёр о. Сибирякова микроорганизмы из полигонально-жильных льдов имеют меньшие размеры и меньше пигментированных культур. Отметим, что пигментация микроорганизмов связана с инсоляцией на поверхности снега.



Рис. 1.2. Схема строения берегового обнажения Диксон 2008, 2009 гг (А), о. Сибирякова 2009 г (Б) и ст. Кареповский 2009 г. (В). 1 – коренные породы; 2 – алевриты, супеси пылеватые; 3 – супеси; 4 – суглинки; 5 – дернина; 6 – супеси, суглинки пылеватые, алевриты; 7 – пески слоистые; 8 – супеси с прослоями алевритовых песков; 9 – пески слоистые с аллохтонным торфом и растительным детритом; 10 – пески тонкозернистые, пылеватые; 11 – автохтонный торф; 12 – валунные суглинки высокольдистые; 13 – валунные суглинки малольдистые; 14 – пески, супеси слоистые с галькой и углем; 15 – пески заторфованные; 16 – озерные пески, торф, супеси; 17 – современные осыпи; 18 – оползневые блоки песков, супесей; 19 – древесные остатки, щепа (а), автохтонный торф (б); 20 – валуны, гравий, галька; 21 – галька современного пляжа; 22 – пятна и потеки гидроокислов железа; 23 – внедрения супесей вверх (криотурбации); 24 – псевдоморфозы по ПЖЛ; 25 – лед с прослоями торфа озерного происхождения; 26 – полигональножильные льды: верхний ярус жил (а), нижний ярус жил (б); 27 – современные растущие ледяные жилы; 28 – современный лед термоабразионной ниши; 29 – залеже- и текстурообразующие льды; 30 – поясковые криогенные текстуры; 31 – погребенный термоабразионный уступ; 32 - размыв; 33 – возраст и генезис отложений: III – позднеплейстоценовые, IV – голоценовые; dl – делювиальные, m – морские, lg-m – лагунно-морские, gm – ледниково-морские; b – биогенные, l – озерные; 34 – радиоуглеродные датировки; 35 – расчистки.

Третий разрез – «Кареповский» – находится в устье р. Енисей в пределах

Енисей-Хатангского прогиба. Территория представляет собой

полигенетическую равнину с высотами до 60 м, сложенную валунными и/или

слоистыми суглинками с пластовыми и жильными льдами. Одни исследователи относят эти суглинки к морским осадкам казанцевской трансгрессии [8], другие – к гляциальным образованиям [2]. В нижней части изученного разреза вскрыты мёрзлые суглинки, глины с галькой и их аналоги с ожелезнёнными посткриогенными отдельностями. Посткриогенные текстуры указывают на неравномерное протаивание отложений в прошлом. В понижениях кровли суглинков залегают слоистые пески с казанцевской фауной морских моллюсков [8]. Пески перекрыты промёрзшими фрагментами криогенных оползней – крупными блоками пород с деформированной слоистостью. В южной части разреза, на борту термокарстовой котловины, пески с размывом перекрыты автохтонным торфом (около 17,5 тыс. лет, см.рис.1.2, в). Днище котловины сложено слоистыми песками с намытым растительным детритом и супесями с прослоями автохтонного торфа с возрастом от 5,9 до 2,8 тыс. лет. Именно эти образования вмещают полигонально-жильные льды и перекрываются антропогенными отложениями – щепой, древесиной со следами рубки и талым торфом с прослоями песков.

Площади, занятые полигонально-жильными льдами, – небольшие, и выше уровня реки они выклиниваются. Расплавы льда с минерализацией около 90 мг/л характеризуются хлоридно- кальциево-магниевым составом (см. рис.1. 3). Соотношение основных ионов и обогащение льда В, Вг, I и Ва указывают на участие морских аэрозолей в их формировании. Необычно высокие концентрации минеральных фосфатов, нитритов, нитратов, аммония, Fe, Mn и As при относительно небольшом содержании растворённого органического вещества (3,62 мгС/л), вероятно, связаны как с формированием жил в замкнутой термокарстовой котловине [10], так и с деструкцией коры и древесных остатков в антропогенном слое, перекрывающем жилы. Во льду жил присутствуют культивируемые психрофильные органотрофы в количестве 880 КОЕ/мл, из которых 92,5% – споровые бактерии рода







Полученные результаты показали, что сартанские и голоценовые полигонально-жильные льды на Енисейском Севере залегают в разных по генезису отложениях и в зависимости от условий формирования отличаются по морфологии, химическому составу и микробиологии.

В районе пос. Диксон в позднем неоплейстоцене преобладали суровые континентальные условия, на что указывает присутствие крупных сингенетических полигонально-жильных льдов в делювиальных отложениях. Низкие отрицательные температуры способствовали интенсивному криогенному выветриванию коренных пород и образованию рыхлого материала. Снос и накопление тонкодисперсных отложений на склонах сопровождались синхронным ростом полигонально-жильных льдов. На это указывает и высокое содержание редкоземельных элементов в жильных льдах, которые попадали в морозобойные трещины с поверхностными водами, дренировавшими продукты дробления пород на водоразделах. Палеотемпературы, реконструированные по изотопным данным,

одтверждают суровые климатические условия в позднем неоплейстоцене в районе пос. Диксон [17]. На юге полуострова, в районе мыса Сопочная Карга, формирование и рост поздненеоплейстоценовых жил происходили в пойменных обстановках [17]. Распространение полигонально-жильных льдов и генезис осадков подтверждают обширную регрессию моря в сартанское время. Последовавшее затем потепление климата сопровождалось трансгрессией моря и активным развитием термокарста. Об этом свидетельствуют частично вытаявшие полигонально-жильные льды и наличие таберального комплекса отложений. Повышение уровня вод Енисейского залива привело к затоплению термокарстовых понижений на низких уровнях и их заполнению прибрежно-морскими отложениями. На это указывают погребённый термоабразионный уступ, захороненный плавник в голоценовых отложениях и жилы, пропитанные морскими водами и сохранившие распределение микрокомпонентов, характерное для субаэральных полигонально-жильных льдов. Высота подъёма уровня моря в первую половину голоцена в районе пос. Диксон составила приблизительно 5 м. Образование термокарстовых депрессий и их затопление морем произошли в начале голоцена. Последующие регрессия и похолодание сопровождались дифференциацией условий накопления озёрных, озёрноболотных и прибрежных лагунно-морских отложений и формированием полигонально-жильных льдов на низких уровнях.

Наличие пресноводного фитопланктона во льду жил указывает на участие в их образовании вод озёр и поверхностного стока. На склонах эрозионнотектонических долин западного Таймыра продолжали формироваться делювиальные отложения с сингенетическими полигонально-жильными льдами. Этот регрессивный период закончился около 3,3 тыс. л.н. [14]. На периферии о. Сибирякова трансгрессия моря в начале голоцена (около 9– 6 тыс. л.н.) сопровождалась размывом, образованием термокарста в отложениях с сартанскими ледяными жилами, псевдоморфоз и таликов под лагунами. На затопление морскими водами периферии острова указывает также хлоридно-натриевое засоление голоценовых песков, супесей и таберального комплекса на западе острова [18]. Последующее осушение лагун, вероятно, обусловленное регрессией моря, началось около 6 тыс. л.н., способствовало промерзанию хасыреев и таликов под ними и формированию эпигенетических жил льда нижнего яруса. Жилы льда отнесены к голоценовым, поскольку локализованы в каргинско(?)-сартанских слоистых песках и супесях таберального комплекса.

Новая активизация термокарста привела к неравномерному вытаиванию ледяных жил нижнего яруса под водоёмами, накоплению торфа в мелких озёрах и, по-видимому, была связана с трансгрессией 3,3–2,4 тыс. л.н. [14]. Затухание термокарста, обусловленное похолоданием и регрессией (2,4–1,4 тыс. л.н.), сопровождалось накоплением озёрно-болотных и склоновых отложений и формированием позднеголоценовых полигонально-жильных льдов, а местами – захоронением озёрных льдов и образованием пещерно-термокарстовых льдов. В настоящее время на первой террасе острова продолжают формироваться мелкие жилки льда, не совпадающие в пространстве с верхним ярусом голоценовых жил.

В районе с. Кареповского раннеголоценовая трансгрессия моря проявилась в подпоре вод в устье р. Енисей. Потепление сопровождалось интенсивной термоденудацией казанцевских песков, валунных суглинков с пластовыми льдами и образованием термоцирков в бортах долины.

В днищах термоцирков за счёт неравномерного протаивания мёрзлых пород с пластовыми льдами возникали термокарстовые котловины. Во второй половине голоцена термокарстовые котловины заполнялись склоновыми и озёрно-болотными осадками и промерзали с образованием син- и эпигенетических полигонально-жильных льдов. Химический состав жил указывает на их формирование в субаэральных условиях при участии морских аэрозолей.

Выводы

Исследования показали, что состав полигонально-жильных льдов можно использовать для реконструкции прибрежно-морских обстановок осадконакопления. Полученные данные подтвердили, что в сартанский период осадконакопление и рост полигонально-жильных льдов происходили в субаэральной обстановке во время обширной регрессии Карского моря при отсутствии покровного ледника. Смена прибрежно-морских обстановок седиментации на субаэральные и соответствующие им изменения микроорганизмов и химического состава полигонально-жильных льдов указывают на незначительные колебания уровня Карского моря в голоцене. Трансгрессии морского бассейна имели ингрессионый характер и проявились в затоплении пониженных участков на северо-западе Таймыра и островов и в активизации термокарста. Уровень моря был выше современного на 5-6 м. Регрессии сопровождались осушением, промерзанием поверхности и формированием полигонально-жильных льдов. Работа выполнена при поддержке программ МПГ 2007/2008, Президиума РАН 23.3, гранта Президента РФ НШ-582.2012.5.

| Радиоуглеродные датировки, выполненные с.н.с., к.гм.н. Л.А. Орловой в Лаборатории | |
|---|--|
| геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии СО РАН. | |

| № п/п | Лаб. № СОАН – | Географическая привязка, № расчистки | Глубина отбора, м | Материал | С ¹⁴ , лет |
|----------|------------------|--|----------------------|---|-----------------------|
| 1. | 7587 | Диксон Д-0802, | 1.8 | Торф | 3460±100 |
| 2. | 7588 | Д-0802, Диксон | 1.8 | Древесина | 4670±90 |
| 3. | 7943 | Д-2-09, Диксон | 1.9 | Торф | 4580±130 |
| 4. | 7944 | ОС-2-09, о. Сибирякова | 2.8 | Торф аллохтонны й бдизкого переотл | 27285±350 |
| 5. | 7945 | OC-3-09, о. Сибирякова | 2.7 | Торф | 27085±320 |
| 6. | 7946 | OC-5-09, о. Сибирякова | 3.1 | Торф | 11435±170 |
| 7. | 7947 | OC-5-09, о. Сибирякова | 1.8 | Торф | 3480±45 |
| 8. | 7951 | 436-2-09, Кареповский | 3.0 | Торф | 17500±130 |
| 9. | 7952 | 436-2-09, Кареповский | 2.0 | Торф | 2815±30 |
| 10. | 7953 | 436-2-09, Кареповский | 5.5 | Торф | 5898±130 |

Примечание. Лаб. № – лабораторный номер образца, № т.н. – номер точки наблюдения. Определение остаточной активности углерода выполнено на QUANTULUS 1220. Для расчета возраста использован период полураспада 14С равный 5570 лет. Возраст рассчитан от 1950 года.

Таблица 1.2

| Микрокомпонентный состав | (мкг/л) | расплавов полигонально-жильных льдов |
|--|---------|---|
| in the point of the course of the course | (| puentiubob notifit on unibilo minibilo in tibidob |

| | Диксон | і, склон | Диксон | , центр | o Curá | un quana | |
|------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------------------|-----------|-----------|
| Vmr | дол | ины | доли | ины | 0. Cи0 | ирякова | Кареповс- |
| ЛИМ. | верхний | нижний | верхний | нижний | верхний нижний | | кий |
| эле- | ярус | ярус | ярус | ярус | ярус | ярус | |
| MCHT | Д-1-09-1 | Д-1-09-2 | Д-2-09 | Д-3-09 | OC-5-09-2 | OC-2-09-1 | 436-1 |
| | гл. 1.0 м | гл. 2.6 м | гл. 1.5 м | гл. 3.0 м | гл. 2.0 м гл. 2.5 м | | гл. 2.0 м |
| В | 3.1 | 5.6 | 2.5 | 4.1 | 5.4 | 9.4 | 10 |
| Al | 19 | 11 | 1.3 | 14 | 15 | 17 | 100 |
| Si | 140 | 210 | <26 | 66 | 54 | 230 | 89 |
| K | 350 | 740 | 290 | 340 | 440 | 470 | 2900 |
| Ti | 0.81 | 0.42 | 0.15 | 0.69 | 0.53 | 0.54 | 23 |
| Cr | < 0.063 | 0.085 | < 0.063 | 0.2 | 0.37 0.2 | | 2 |
| Mn | 45 | 40 | 24 | 140 | 26 120 | | 190 |
| Fe | 56 | 42 | 22 | 73 | 140 32 | | 1900 |
| Zn | 0.72 | < 0.19 | 1.6 | 0.64 | 2.5 0.59 | | 6.5 |
| As | 0.15 | 0.79 | 0.05 | 0.15 | 0.25 | 0.11 | 4.3 |
| Br | 5.3 | 15 | 23 | 73 | 73 | 48 | 43 |
| Sr | 18 | 20 | 2.7 | 12 | 9.8 | 7.4 | 11 |
| Мо | 0.14 | 37 | 0.031 | 0.039 | 91 | 24 | 35 |
| Cd | 0.09 | 0.28 | 0.078 | 0.088 | 0.38 | 0.12 | 0.46 |
| Sn | 0.035 | 0.046 | 0.024 | 0.016 | 0.094 | 0.032 | 0.053 |
| Ι | 0.87 | 1.7 | 0.88 | 6.7 | 4.3 | 2.3 | 3.8 |
| Ba | 2.8 | 5.1 | 0.78 | 4.8 | 1.3 | 1.5 | 9.6 |
| La | 0.026 | 0.058 | 0.012 | 0.029 | 0.058 | 0.058 | 0.56 |
| Ce | 0.051 | 0.14 | 0.018 | 0.074 | 0.076 | 0.089 | 1.3 |
| Hf | 0.0033 | 0.0056 | 0.00046 | 0.0026 | 0.0025 | 0.0025 | 0.053 |
| W | 0.0037 | 0.24 | 0.0039 | 0.021 | 0.48 | 0.058 | 0.17 |
| U | 0.13 | 0.084 | 0.0024 | 0.011 | 0.015 | 0.0074 | 0.11 |

Примечание. Анализы выполнены в Лимнологическом институте СО РАН

Литература

1. Антипина З.Н., Арэ Ф.Э., Войченко В.В., Молочушкин Е.Н. Криолитозона Арктического шельфа Азии // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 183–189.

2. *Астахов В.И*. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.

3. *Васильчук А.К.* Отражение событий Хайнриха на датированных по радиоуглероду спорово-пыльцевых диаграммах повторно-жильных льдов и вмещающих их едомных отложений низовий р. Колымы // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 4. С. 3–138.

4. *Васильчук Ю.К.* Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.

5. Втюрин Б.И. Поземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.

6. *Гросвальд М.Г.* Евразийские гидросферные катастрофы и оледенения Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.

7. Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б. Новые геохронологические данные по

неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2. С. 36–44.

8. *Гусев Е.А., Молодьков А.Н.* Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 707–710. 9. *Данилов И.Д.* Эволюция арктического шельфа в позднем кайнозое и криогенно-

гляцигенные процессы в его пределах // Криосфера Земли. 1997. Т. І. № 2. С. 36–41. 10. *Иванов А.В.* Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов,

замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1998. 164 с. 11. Калякин В.Н., Романенко Ф.А., Молочаев А.В, Рогачева Э.В., Сыроечковский Е.Е. Гыданский заповедник // Заповедники России: Заповедники Сибири. Т. II. М.: Лога та, 2000. С. 47–55.

12. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровней морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.

13. *Карпов Е.Г.* О происхождении мощных пластовых подземных льдов в низовьях Енисея // Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 118–122.

14. *Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

15. *Николаев В.И., Михалев Д.В., Романенко Ф.А., Брилли М.* Реконструкция условий формирования многолетнемёрзлых пород Северо-Востока России по результатам изотопных исследований опорных разрезов Колымской низменности // Лёд и Снег. 2010. № 4 (112). С. 79–90.

16. Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 362 с.

17. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.* Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 3. С. 59–69.

18. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестн. Моск. ун- та. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 57–63.

19. Суслова М.Ю., Парфенова В.В., Павлова О.Н., Косторнова Т.Я., Федотов А.П. Разнообразие и распределение культивируемого микробного сообщества в районах Нижнего Енисея и шельфа Карского моря // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 106–109.

20. Wetterich S., Rudaya N., Tumskoy V., Andreev A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 3139-3151.

Раздел. 2. Для реконструкции обстановок и накопления и истории промерзания толщ первой морской террасы о. Белый использованы объективные критерии для определения генезиса отложений: - распределение и видовой состав диатомовых водорослей, силикофлагеллят и строматоцисты хризофитовых водорослей; - засоленность и состав воднорастворимых солей; гранулометрический состав и аутигенные минералы; - для выделения мерзлотно-фациальных типов криолитогенеза - син-, эпи-, диа- и парасинкриогенных отложений криогенное и посткриогенное макро- и микростроение отложений [Баду, 2010 Катасонов, 1972, Конищев, Рогов, 1985, Микростроение..., 1988, Рогов, 2009 и др.]. Криолитологический и фаунистический анализы на микроуровне выполнены в шлифах из ориентированных монолитов и препаратов с применением оптической и сканирующей электронной микроскопии. Сохранение пространственной связи между макро-и микростроением пород и их стратиграфической изменчивости позволило использовать структурно-текстурные и фациальногенетические особенности для стадийного анализа криолитогенеза.

Характеристика прибрежно-морских отложений первой террасы.В строении первой прибрежно-морской террасы на северо-западе о. Белый (рис. 1) по керну четырех скважин глубиной 3-10 м выделены сезонно-талый слой и многолетнемерзлые отложения: суглинистый цоколь и верхняя песчаная часть, различающиеся по льдистости и засоленности (рис. 3) [Слагода и др., 2013].

Породы цоколя имеют глинистый состав (медиана, M_d=0,018-0,036 мм) и среднюю степень сортировки (S_o=2,3-2,4). В верхней части разреза преобладают хорошо сортированные тонкие и мелко-тонкозернистые пески (M_d=0,046-0,094 мм, S_o=1,4-1,5). Терригенные частицы разной формы и окатанности, включают кварц, полевые шпаты, микроклин, хлорит, мусковит, биотит, гнейсы, кварциты. В тяжелой фракции магнетит преобладает над титанистыми минералами, эпидотом, роговыми обманками и пироксенами, поступавшими из Урало-Новоземельской минералогической провинции [Крутоярский, 1975; Levitan et. al., 1999].

В песках (гл. 1,5 м) присутствуют металлические шарики до ~50 мкм, состоящие из магнетита без примесей (рис. 4). Они имеют игольчато- и полигонально- и кристаллическую структуру, представляют ряд кристаллизации магнетита, и идентичны микросферам из метеоритного кратера Мораска [Stankowski et. al., 2006]. Рельефная поверхность шариков и отсутствие примеси титана характерны для метеоритной пыли, что отличает их от вулканической пыли [Szoor et al., 2001; Корчагин и др., 2010].

Органические остатки имеют разную сохранность и смешанный состав, характерный для прибрежно-морских условий: иглы ежей, спикулы губок, ходы и стяжения разложенных илоедов, обломки карбонатных раковин и остракод, мшанок, диатомовых, растительный детрит и остатки мхов (рис. 2).



Рис.2. 1. Район исследований о. Белый.



рис. 2.2. Иглы ежей (ж), остатки мха(з), мерзлых отложениях скв.ОБ2, гл 2,8 м.

В отложениях террасы о.Белый были определены силикофлаггелаты, строматоцисты и диатомовые водоросли.

Силикофлагеллаты (в 11 из 17 образцов, рис. 5) включают типично морские представителей Chrysopyta, для которых соленость должна быть выше 20 ‰ [Цой, 2011]. Силикофлагеллаты особенно обильны в эвтрофных водоемах и чувствительны к изменению температур, так Naviculopsis constricta считается относительно холодноводным видом, в образцах ОБ 2 с

глубины 4,36м преобладали тепловодные виды *Corbisema triacantha* (Erenberg) Hanna и *Dictiocha* cf. *medusa* Haeckel.



Рис.2. 3. Сводный криолитологический разрез скважин первой морской террасы, о. Белый, Карское море. Условные обозначения: 1 - пески (а), пылеватые пески (б); 2- супеси; 3 суглинки; 4 - торф автохтонный (а), аллохтонный (б); 5 - корешки растений in situ (а), намытые растительные остатки (б); 6 - пятна, полосы охристые (а), сизые, черные (б); 7 границы достоверные и предполагаемые: литологические (а), ожелезненные (б); 8 границы мерзлых пород: современные (а), реликтовые (б); 9 - полигонально-жильный лед; криогенные текстуры: 10 - линзовидные, толсто- и тонкошлировые (а), вертикальные, наклонные ломаные (б); 11- ячеистые, сетчатые толстошлировые тонко- и микрошлировые (а), неполнорешетчатые, решетчатые (б); 12 - гнездовые (а), атакситовые, базальные (б); 13 - посткриогенные текстуры (а), вертикальная деформированная слоистость(б); 14 - типы промерзания отложений: а - сезонно-талые; б - синкриогенные, в - парасинкриогенные, г - эпикриогенные; 15 - засоленность пород, D_{sal} (а), гранулометрический анализ: медиана, M_d (б), сортированность, S₀ (в), ориентированные

монолиты и шлифы (г); 16 - номер фотографии шлифа и сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) на рис. 9,8.



Рис.2. 4. Магнитная фракция из отложений террасы о. Белый (скв. ОБ2, гл. 1,5 м): терригенные минералы: *а* - магнетит; *б* - хромомагнетит; метеоритные микросферы магнетита : *в* - игольчато-кристаллическая структура, *г* - полигонально-кристаллическая структура, *д* - сросток кристаллов.

Стоматоцисты хризофитовых водорослей (7 морфотипов) представлены преимущественно планктонными формами и характерны для водоемов, в основном, с холодными олиготрофными условиями [Волошко, 2012]. Строматоцисты в единичных экземплярах встречаются совместно с силикофлаггелатами, в основном отложениях нижней части террасы. Более разнообразен по морфотипам образец из скв. ОБ4, гл. 7,06 м: Stomatosyst 1 (Duff & Smol), которые могут быть продуцированы несколькими видами хризофитовых рода Parphysomonas; Stomatosyst 31 (Duff & Smol) (рис 5-9) которые могут относиться нескольким видам рода Uroglena (рис. 5-5, 11). Они относятся к эпифитным или аэрофильным видам, которые встречаются в арктических болотах и прудах, озерах умеренных широт и на литорали, толерантны к холодной воде и условиям pH, чаще встречаются в щелочных местообитаниях (см. рис. 5 -8), [Duff et al., 1995].

Диатомовые водоросли представлены 43 видовыми и внутривидовыми таксонами (табл. 1). В отложениях террасы преобладают морские виды, наиболее характерны следующие таксоны: *Aulacoseira distans*, *A. islandica*, *A.*

granulata, Chaetoceros sp., Stephanodiscus minutulus, Paralia sulcata, Paralia crenulata, Pyxidicula arctica, Thalossiosira sp. (рис. 6, 7).



Рис. 2.5. **1** - *Naviculopsis constricta*, масштаб-Змкм; **2** – *Corbisema triacantha*, **3** – *Dictiocha cf. medusa*, **4** – *Naviculopsis eobiapiculata*, **5-11** - стоматоцисты золотистых водорослей. Масштаб: **4**, **7** – 10 мкм; **5**, **6**, **8-11** – 5 мкм.

Эколого-географический анализ диатомовой флоры выявил, что 7 таксонов являются космополитами, 5 – бореальные, 3 – аркто-альпийские. По приуроченности к местообитанию выделены: 7 – планктонных, 7 – планктонно-бентосных, 8 – бентосных таксонов. По отношению к рН: алкалифилов (обитателей нейтральных и слабощелочных вод) – 4, асидофилов (обитателей кислых вод) – 5 и индефферентов – 4. По отношению к содержанию солей более многочисленны индифференты - 9, галлофобов - 2, галлофилов - 1 и мезогалобов - 1. Анализ сапробности показал разнообразие диатомовых по их способности обитать в воде с органическими веществами: ксеносапробионтов - 3 таксона, бетаолигосапробионтов – 2, олиго-ксеносапробионт - 2, олиго-бетасапробионт – 1, олиго-бетамезосапробинт – 1, олиго-альфамезосапробионт – 1,

бетамезосапробионт – 1.



Рис.2. 6. 1 - Eunotia tetraodon, 2 - Eunotia ernestii, 3 - Stauroneis phoenicenteron, 4 – Paralia sulcata, 5 - Stephanodiscus sp., 6 -Aulacoseira distans, 7 - Pyxidicula arctica. Масштаб: 10 мкм.

Рис.2. 7. 1 - Stephanodiscus minutulus, 2 -Stephanodiscus aff. khurseviczae, 3 – Paralia crenulata, 4 - A. islandica, 5 - A. granulata, 6 - Sheshukovia sp.

Криолитологический анализ отложений террасы на макро- и микроуровнях выявил следующие структурно-текстурные характеристики.

Отложения верхней части террасы с ПЖЛ на глубине 0,3-5 м, являются синкриогенными, для них характерно:

- седиментационная слоистость косая, наклонная хорошо выражена;

- преобладают слоистые сетчатые и неполно-сетчатые криогенные текстуры; шлиры льда или трещины, пустоты, оставшиеся от вытаивания льда,

разбивают слои на блоки и обеспечивают рыхлое сложение;

- в основной массе пород преобладают раннедиагенетические многопорядковые агрегатно-кольцевые микротекстуры, которые по расположению и форме соответствуют криогенным текстурам;

- обломки покрыты пленками гидрослюд; встречается трещиноватый кварц.

Эти особенности микростроения являются признаками циклического промерзания – протаивания, синхронного накоплению осадков, т.е. сингенетического промерзания толщи. Доказано, что микроморфологические признаки синкриолитогенеза сохраняются не только в субаэральных, но и в прибрежно-морских засоленных толщах (рис. 8).

В разрезе верхней части террасы выделены слабо уплотненные пачки песков с прослоями суглинков (см. рис. 3, скв. ОБ2, гл. 2,5-3,5 м, скв. ОБ3, гл. 0,6-2,8 м, скв. ОБ4, гл. 0,5-3,2 м), в которых сочетаются признаки эпикриогенеза и синкриолитогенеза. Сетчатые посткриогенные текстуры, раннедиагенетические многопорядковые агрегатно-кольцевые микротекстуры отложений обусловлены их первичным синкриогенным строением. Деформации слоистости, незначительное смещение блоков и обломочных частиц, в основном вниз, свидетельствуют о неглубоком протаивании, просадке и уплотнении отложений на месте. Они отнесены к таберальными аналогами синкриолитогенных отложений верхней части террасы. Распределение криотекстур и дифференциация воднорастворимых солей в таберальных комплексах характерно для промерзавших неглубоких локальных таликов при наличии мерзлого или глинистого водоупора.

Отложения цоколя террасы существенно уплотнены. Тонкошлировые решетчатые, вертикальные и наклонные ломаные

криогенные текстуры и внедряющиеся концы ПЖЛ соответствуют строению промерзавших сверху эпикриогенных толщ. Для них характерны наибольшие деформации седиментационной слоистости - смятия, перегибы и смещения. Трещины и затеки, заполненные плотноупакованным песчано-алевритовым материалом, по расположению соответствуют сетчатым, линзовиднослоистым посткриогенным текстурам. На первичное криогенное строение отложений цоколя указывают также раннедиагенетические многопорядковые агрегатно-кольцевые микротекстуры, фестончатость границ, трещиноватость кварца - признаки синкриолитогенеза (рис. 9). Все это свидетельствует о преобразовании засоленных осадков циклическим промерзанием – протаиванием во время их накопления. Вертикально-волнистая макро- и микрослоистость прослежена во всех скважинах от кровли цоколя на глубину более 7 м, что свидетельствует о перемещении водонасыщенного грунта по вертикали и присутствии псевдоморфоз. Эти признаки, указывают на протаивание, просадку и уплотнение отложения, т.е формирование таберального комплекса. Структурно-текстурные особенности пород цоколя обусловлены генезисом и первичным сингенетическим промерзанием осадков, протаиванием, и последующим эпигенетическим промерзанием засоленных, неравномерно обводненных таберальных образований.

Реконструкция эволюции обстановки и криолитозоны на о. Белый. Таберальные комплексы в разрезе террасы фиксируют разновременные процессы термокарста, связанные с регрессиями и трансгрессиями конца плейстоцена – голоцена. Цоколь террасы был сформирован за счет размыва и протаивания плейстоценовых отложений второй террасы. Останцы 2-й террасы, до 9-12 м над уровнем моря, сохранились в центральной и южной части о. Белый и на северной оконечности полуострова Ямал. Поверхность останцов имеет признаки повышенной льдистости пород и распространения полигонально-жильных систем, по-видимому, снижена за счет термокарста и термоденудации. Судя по смешанному морскому и субаэральному составу диатомовых, силикофлаггелят, строматоцист хризофитовых водорослей, глинистому составу и первичной седиментационной слоистости пород, цоколь (в сохранившейся изученной части разреза) сложен, отложениями прибрежных мелководных опресненных лагун и отмелой обширной литорали. Эти осадки промерзали в основном сингенетически с образованием полигональножильных льдов, проникавших на глубину более 7 м ниже современного уровня моря. Об этом свидетельствует первичный синкриолитогенный тип микростроения пород, деформации характерные для псевдоморфоз и засоление пород цоколя. Верхняя часть протаявших плейстоценовых отложений 2-й террасы была размыта на большей части современной территории отмели и 1-й террасы острова. Это связано с подъемом уровня моря от изобаты 40-80 м в период регрессии Карского моря в позднем

неоплейстоцене [Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р., 2007, Селиванов А.О., 1996, Бирюков, Совершаев, 1998] до 5-6 м выше современного в финале плейстоцена-начале голоцена. Вероятно, в первую очередь морскими водами были затоплены термокарстовые понижения, образовавшиеся при протаивании и просадках льдистых отложений с ПЖЛ, как на шельфе, сложенном ледовым комплексом в Восточной Арктике [Романовский, Тумской, 2011, Гаврилов и др., 2003]

В раннем голоцене при регрессии моря начали формироваться на литорали (размытой периферии) - первая терраса и аласный комплекс в понижениях останцов второй террасы. Вначале образования 1-й террасы, на стадии отмели и низкой лайды шло накопление песков с микрофауной, характерной для соленых и слабоопресненных вод. Отложения на более мелководных участках литорали промерзали сингенетически и началось формирование голоценовых полигонально-жильных льдов. По-мере снижения уровня моря, на высокой лайде на короткое время возникали соленые озера, под которыми отложения и льды сверху протаивали с образованием маломощных таберированных пачек. После заполнения или осушения озера промерзли, в субаэральной среде возобновлялось накопление синкриолитогенных толщ с ПЖЛ, промерзали таберированные пачки.

В позднем голоцене в ходе ингрессии морем были залиты пониженные элементы рельефа первой террасы – неглубокие термоэрозионные долины ручьев и рек, термокарстовые понижения с озерами. Под водоемами произошло протаивание льдистых голоценовых отложений и жил льда, образовались талики, вероятно охватившие часть эпикриогенного цоколя. Возможно, этому событию синхронно образование переходного опресненного слоя – реликтового слоя сезонного протаивания на относительно повышенных участках террасы, за счет увеличения осадков и температуры поверхности. Талые отложения на склонах и водоразделах были дренированы, после осушения депрессий талики промерзали, но формирование полигонально-жильных льдов не возобновилось.



Рис.2 8. Микростроение синкриогенных прибрежно-морских отложений. *a* - плойчатая криотекстура: шлиры, секущие горизонтальную слоистость в ориентированном монолите, *б* - тоже в шлифе; *в* - многопорядковая агрегатная микротекстура со льдом цементом в межагрегатных пространствах; *г* - пленки гидрослюд (1) и корочки карбонатов (2) на обломках породы; *д* - линзовидная криотекстура: шлиры, секущие косую слоистость; *е* - неполносетчатая криотекстура: сомкнутые трещины после вытаявших шлиров льда смещают слоистость; *ж* - агрегатные микротекстуры основной массы (1) и кольцевые микротекстуры обломков (2); *з* - гидроокислы железа (1), заполняющие кольцевые микротекстуры обломков, в центре - спикулы губок (2). Условные обозначения см. на рис. 9.



Рис. 2.9. Микростроение эпикриогенных прибрежно-морских отложений. Условные обозначения: 1- направления смещения компонентов породы; 2- зоны ориентированных частиц, заполненные трещины; 3 - агрегаты, блоки; 4 - указатель и номер компонента. a - смещения слоев, залеченные трещины, микродайки песка в прослоях глин и пылеватых песков; δ - посткриогенные трещины, заполненные обломками, блоково-агрегатная микротекстура; s - деформированные кольцевые микротекстуры обломков и следы бокового вдавливания частиц в глины; z - параллельноволокнистая структура глинистой массы (Х николи); d - вертикально-волнистая микрослоистость, осложненная вертикальными и боковым смещениями компонентов породы; e - ход илоеда, выполненный окатанными обломками; m - залеченные посткриогенные трещины с железистой каймой и затеками обломков; 3 - трещиноватый кварц (1) и неразрушенный микроклин (2).



трансгрессия в конце неоплейстоцена



начало регрессии и формирования 1-й морской террасы: стадия лайды



термокарст по термоэрозионным понижениями в ходе ингрессии



современность: термоабразия 1-й террасы о.Белый



6 Рис.2 10. Схема развития мерзлых толщ и криолитозоны в голоцене на о. Белый в Карском море. 1- синкриолитогенные плейстоценовые толщи 2-й прибрежно-морской террасы; 2 - синкриолитогенные голоценовые толщи 1-й прибрежно-морской террасы; 3 таберальные образования; 4 - песчаные прибрежноморские отложения; аласные, озерные отложения; 5 - полигонально-жильные структуры ледяные (а,б), псевдоморфозы (в); 6 - границы мерзлых толщ; 7 - уровни моря; 8 - морская (а) и озерная(б) вода.

5

8

| Таксон | Гал. | pН | S | гео | М |
|--|------|-----|------|-----|-----|
| Отдел Bacillariophyta | | | | | |
| Класс Centrophyceae | | | | | |
| Порядок Aulacoseirales R. M. Crawford | | | | | |
| Семейство Aulacoseiraceae Noisseeva | | | | | |
| Род Aulacoseira Thwaites | | | | | |
| Aulacoseira distans (Ehrenberg) Simonsen | i | acf | Х-О | | P-B |
| A. islandica (O.Müller) Simonsen | i | acf | O-X | b | Р |
| Aulacoseira granulata (Ehrenberg) Simonsen | i | ind | β-α | k | P-B |
| Порядок Biddulphiales | | | | | |
| Род Eucampia Ehrenberg | | | | | |
| Eucampia antarctica (Castracane) Mangin | - | - | - | - | - |
| Семейство Hemiaulaceae Jouse, Kiss | | | | | |
| Род Goniothecium Ehrenberg | | | | | |
| Goniothecium sp. | - | - | - | - | - |
| Семейство Chaetoceraceae Smith | | | | | |
| Род Chaetoceros Ehrenberg | | | | | |
| Chaetoceros sp. | - | - | - | - | - |
| Семейство Stictodiscaceae | | | | | |
| Род Stictodiscus Greville | | | | | |
| Stictodiscus californicus Greville | - | | - | _ | - |
| Порядок Pyxidiculales | | | | | |
| Семейство Pyxidiculaceae Nikolaev | | | | | |
| Порядок Coscinodiscales | | | | | |
| Семейство Coscinodiscaceae | | | | | |
| Coscinodiscus oculus-iridis (Ehrenberg) Ehrenberg | | | | a,b | Р |
| Coscinodiscus sp. | - | - | - | - | - |
| Род Pyxidicula Ehrenberg | | | | | |
| Pyxidicula arctica (Grunow) Strelnikova & Nikolaev | | | | | |
| <i>Pyxidicula</i> sp. | - | - | - | - | - |
| Семейство Triceratiaceae Schütt | | | | | |
| Род Triceratium Ehrenberg | | | | | |
| Triceratium sp. | - | - | - | - | - |
| Порядок Thalassiosirales | | | | | |
| Семейство Thalassiosiraceae Hassle | | | | | |
| Род Shionodiscus Alverson, Kang & Theriot | | | | | |
| S. oestrupii (Ostenfeld) Alverson, Kang & Theriot | - | | - | - | Р |
| Род Thalassiosira Cleve | | | | | |
| Thalossiosira sp. | - | - | - | - | - |
| Семейство Stephanodiscaceae Makarova | | | | | |
| Род Cyclotella (Kützing) Brébisson | | | | | |
| Cyclotella iwatensis Tanaka | - | - | - | - | - |
| Род Stephanodiscus Ehrenberg | | | | | |
| Stephanodiscus khurseviczae Y.V.Likhoshway | | | | | |
| Stephanodiscus minutulus (Kützing) Cleve et Möller | i | alf | ο -β | k | Р |
| Порядок Paraliales R. M. Crawford | | | | | |
| Семейство Paraliaceae R. M. Crawford | | | | | |
| Род Paralia Heib. | | | | | |
| Paralia crenulata (Grunow) Gleser | - | - | - | _ | - |
| Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve | mh | _ | - | b | Р |

Таблица2. 1. Видовой состав диатомовых водорослей о.Белый

| Класс Pennatophyceae | | | | | |
|---|----|-----|-----|------|-----|
| Порядок Araphales | | | | | |
| Семейство Fragilariaceae (Kützing) De Toni | | | | | |
| Род Fragilaria Lyngbye | | | | | |
| <i>Fragilaria</i> sp. | - | - | - | - | - |
| Род Fragilariforma (Ralfs) Williams et Round | | | | | |
| F. virescens var. subsalina (Grunow) Bukhtiyarova | hl | alf | - | b | В |
| Род Fossula Hasle, Syvertsen & Quillfeldt | | | | | |
| Fossula arctica Hasle, Syvertsen & Quillfeldt | - | - | - | - | - |
| Род Staurosira Ehrenberg | | | | | |
| Staurosira construens Ehrenberg | i | alf | 0 | k | P-B |
| Род Ulnaria (Kützing) Р. Compère | | | | | |
| U. ulna (Nitzsch) P. Compère | | | | | |
| Род Thalassiothrix (Cleve) Grunov | | | | | |
| Thalassiothrix longissima Cleve & Grunow | - | - | - | a-b | Р |
| Семейство Tabellariaceae Schütt | | | | | |
| Род Tabellaria Ehrenberg | | | | | |
| T. flocculosa (Roth) Kützing | hb | acf | 0-α | a, k | P-B |
| Порядок Rhaphales | | | | | |
| Семейство Naviculaceae West. | | | | | |
| Род Navicula Bory | | | | | |
| Navicula gastrum Ehrenberg | i | ind | х-о | k | В |
| Род Naviculadicta Lange-Bertalot | | | | | |
| N. schmassmannii (Hustedt) Lange-Bertalot | - | - | - | k | В |
| Род Pinnularia Ehrenberg | | | | | |
| Pinnularia bacilliformis K.Krammer | - | - | - | - | - |
| Род Stauroneis Ehrenberg | | | | | |
| Stauroneis phoenicenteron (Nitzsch) Ehrenberg | i | ind | х-о | k | В |
| Семейство Eunotiaceae Kützing | | | | | |
| Род Eunotia Ehrenberg | | | | | |
| Eunotia ernestii Lange-Bertalot & Witkowski | | | | | |
| Eunotia tetraodon Ehrenberg | | | | | |
| Eunotia sp. | | | | | |
| Eunotia praerupta Ehrenberg | hb | acf | β | k | В |
| Семейство Cymbellaceae (Kützing) Grunow | | | | | |
| Род Cymbella Agardh | | | | | |
| Cymbella aspera (Ehrenberg) Cleve | i | alf | β-ο | k | В |
| Семейство Nitzschiaceae | | | | | |
| Род Hantzschia Grunow | | | | | |
| Hantzschia amphioxys (Ehrenberg) Grunow | i | ind | β-ο | k | В |
| Род Nitzschia Grunov | | | | | |
| Nitzschia tubicula Grunow | i | ind | - | b | В |

Примечания. Галобность: mh – мезогалобы, hl – галофилы, hb – галофобы, i – индифференты. Отношение к pH: alf – алкалифилы, alb – алкалибионты, acf – ацидофилы, ind – индифференты. Сапробность: χ – ксено-сапробионт, χ -о – ксено-олигосапробионт, о- χ – олиго-ксеносапробионт, χ - β – ксено-бетамезосапробионт, о – олигосапробионт, σ - олиго-бетамезосапробионт, β -о – бета-олигосапробионт, β – бета-мезосапробионт, β - α – бета-альфамезосапробионт, α - β – альфа-бетамезосапробионт, σ - α – олиго-альфамезосапробионт. Местообитание (M): B – бентосный, P-B – планктонно-бентосный, P – планктонный. Географическая приуроченность (гео): k – космополит, b – бореальный, a – альпийский, a-a – аркто-альпийский. «-» – нет данных

Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразие водорослей – индикаторов окружающей среды. – Тель-Авив: Pilies Studio, 2006. – 493 с.

Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Геоморфология дна Карского моря // Динамика Арктических побережий России. М., МГУ, 1998. С. 102–115.

Волошко Л.Н. Хризофитовые (Chrysophyceae, Ssynutophyceae) водоемов севера России. - Автореф. на соискание уч. ст. д.б.н. 2012. - 43 с

Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В., Романовский В.Е. Распространение островов – реликтов ледового комплекса на Восточно-Сибирском арктическом шельфе // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 1. С. 18–32.

Генкал С. И., Вехов Н. В. Диатомовые водоросли водоемов Русской Арктики: архипелаг Новая Земля и остров Вайгачю-М.: Наука, 2007. – 64 с.

Генкал С. И., Трифонова И. С. Диатомовые водоросли планктона Ладожского озера и водоемов его бассейна. – Рыбинск: Из-во ОАО «Рыбинский Дом печати», 2009. – 71 с.

Диатомовые водоросли СССР: ископаемые и современные. Л.: Наука, 1988. – Т. II, вып. 1. – 116 с.

Диатомовые водоросли России и сопредельных стран. – Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2002. – Т. II, вып. 3. - 111 с.

Катасонов Е.М. Типы мерзлых толщ и проблемы криолитологии // Геокриологические и гидрогеологические и исследования Сибири. Якутск: ИМЗ СОРАН. 1972, С. 5-16.

Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ. 1985, 185 с.

Корчагин О. А., Цельмович В. А., Поспелов И. И., Цяньтао Бянь. Магнетитовые микросферы и металлические частицы вблизи границы пермь-триас в точке глобального стратотипа границы (слой 27, Мэйшань, Китай)// Доклады Академии наук. 2010, Т. 432, №2, С. 1-7.

Кругоярский М.А. Россыпеобразующие питающие провинции побережий Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Ленинград: НИИГА. 1975, Вып. 4, С. 15-21.

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М., ГЕОС, 2007. 404 с.

Микростроение мерзлых пород. Под ред. Ершова Э.Д. М.: Изд-во МГУ. 1988, 183 с.

Поповская Г. И., Генкал С. И., Лихошвай Е. В. Диатомовые водоросли планктона озера Байкал: апласопределитель. – Новосибирск: Наука, 2011. – 192 с.

Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск: Изд-во «Гео». 2009, 208 с.

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ. 1993, 336 с.

Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Регроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолигозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 1, с. 3–14 Селиванов А.О. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене–голоцене и развитие морских берегов.

М., Ин-т водных проблем РАН, 1996, 268 с.

Скабичевская Н. А. Средне-позднечетвертичные диатомеи Преенисейского Севера М.: Наука, 1984.–155 с. Слагода Е.А., Лейбман М.О., Хомутов А.В., Орехов П.Т. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море (сообщение 1)// Криосфера Земли. 2013, Т. XVII, №4, С.11-21.

Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной

Якутии. Под ред. Катасонова Е.М. Новосибирск: Изд-во Наука. 1979, 96 с.

Цой И.Б. Силикофлагеллаты кайнозоя Японского и Охотского морей и Курило-камчатского желоба

Duff K.E., Zeeb B.A., Smol J.P. Atlas of Chrysophycean stomatocysts. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1995. – 189 p.

Levitan M.A., Andreeva I.A., Bourtman M.V., Smirnova L.S. Heavy minerals in Upper Quaternary sediments of the northern and eastern Kara Sea // Ber. Polarforsch. 1999, № 342, P. 214-228.

Stankowski W.T.J., Katrusiak A., Budzianowski A.// Planet. and Space Sci. 2006, V. 54, P. 60-70.

Szoor Gy., Elekes Z., Rozsa P. et al. // Nuclear Instrum. and Meth. Phys. Res. 2001, Ser. B, V. 181, P. 557-562.

Раздел 3. Реконструкция развития природных условий в конце неоплейстоцена и в голоцене на Западном Ямале, на основе изучения пластовых, полигонально-жильных льдов и вмещающих их отложений.

Задание на 2012-2014 гг. Основная цель исследований мерзлых толщ и подземных льдов - реконструкции условий льдообразования и эволюции мерзлых толщ в неоплейстоцене в Карском регионе Арктики.

Исследования включали:

анализ состава и строения мерзлых толщ, слагающих берега Карского моря;
анализ структуры, химического и микрокомпонентного состава,
микофауны и микробиоты в инъекционных, полигонально-жильных,
текстурных, льдах и вмещающих отложениях;

- изучение донных отложений по результатам бурения скважин со льда на мелководном шельфе моря в районе Марре-Сале, современных морских и озерных льдов.

Результаты.

1. Установлены возраст, состав, строение отложений и посткриогенные образования в мерзлых и талых толщах на Западном Ямале: в опорном разрезе Марре-Сале.

2. Изучены морфология, распределение в пространстве состава, строение сложных залежей подземных льдов в отложениях позднего неоплейстоцена и голоцена Западного Ямала. Выявлены различия кристаллической структуры, химического состава, распределения микроорганизмов в подземных льдах разного генезиса Ямала.

морских и озерных современных льдах.

3. В результате исследований монолитов льда и мерзлых пород определены геохимический и изотопный состав, микробиология, фауна, кристаллическая структура льда, генезис вмещающих отложений и льдов.

В 2008-2012 гг в обнажениях мыса Марре-Сале Западного Ямала (рис. 3.1) изучены полигонально-жильные и пластовые льды. Верхняя залежь льда осложнена массивными и слоистыми лакколитами, штоками и клиньями, нижняя залежь – антиклинальными складками. Проведен анализ литологии и деформаций вмещающих отложений, соотношения пластовых и полигонально-жильных льдов, химического, изотопного состава и кристаллической структуры льда. На основе полученных результатов сделан вывод о повторно-инъекционном генезисе верхней залежи с лакколитами и сегрегационном льдообразовании нижней залежи. Установлено, что формирование верхней пластовой залежи происходило в голоцене при промерзании таликов под хасыреями.

Многолетнемерзлая толща м. Марре-Сале Западного Ямала имеет длительную историю изучения. В ее строении участвуют глины, суглинки, супеси и пески, среди которых выделяли салехардскую и казанцевскую свиты, зырянские, каргинские, сартанские и голоценовые образования. Разные исследователи одни и те же породы относят к морским, гляциальным, озерно-аллювиальным отложениям. Для них характерны изменчивость залегания по простиранию, разрывные и складчатые деформации, которые разные авторы связывают с эрозией, гляциотектоникой, седиментаций и др. *[Кузин, Астафьев,1975, Трофимов и др., 1987, Геокриология СССР, 1989; Forman et all., 2002].*

Подземные льды в районе м. Марре-Сале вскрываются в береговых обнажениях II и III морских террас на протяжении 4 км южнее устья р. Марре-яха (рис. 1). Залежи льда относили к погребенным шельфовым ледникам или глетчерам [Каплянская, Тарноградский, 1982; Гатауллин, 1989; Астахов, 2006]; внутригрунтовым инъекционным или повторножильным льдам [Кузин, Астафьев, 1975; Мельников, Спесивцев, 2000]. Л.Н. Крицук [2010] на основе анализа строения разрезов, газового, химического, изотопного состава льда и подмерзлотных вод выявила связь инъекционных сложно-построенных пластовых и жильных льдов с криогидротектоникой. М.З. Каневский, И.Д. Стрелецкая и А.А.Васильев [2005, 2006] выделили: эпигенетические и сингенетические полигонально-жильные льды, залежи пластового льда - верхнюю и нижнюю по положению в разрезе, таберальный комплекс вторично промерзших казанцевско-зырянских отложений.



Рис. 3.1. Район расположения расчисток береговых обнажений на Западном Ямале (мыс. Марре-Сале)

Такое разнообразие представлений о генезисе подземных льдов м. Марре-Сале свидетельствует об отсутствии четких критериев для выделения их морфологических и генетических типов, недостаточности данных о возрасте и генезисе вмещающих толщ. Для выявления признаков генезиса пластовых льдов сложной формы в 2008-2012 гг. выполнены исследования на опорном разрезе м. Марре-Сале (рис. 3.1). Они включали определение возраста отложений вмещающих льды, изучение морфологии и парагенезиса ледяных тел, их соотношений с вмещающими отложениями, деформаций пород, а также химического, изотопного состава, структуры льда и включений в лед.

Возраст и генезис отложений опорного разреза Марре-Сале.

Нижняя часть разреза сложена казанцевскими морскими серыми, черными и голубоватыми глинами, суглинками с прослоями светлых песков и алевритов [Геокриология СССР, 1989]. Они характеризуются горизонтальной, полого-наклонной и вертикальной слоистостью, местами с мелкой гофрированной складчатостью и крупными антиклинальными, синклинальными складками. Прослои песков часто разделены на отдельные утолщенные линзы и узкие пережимы, что придает слоистости мелкую волнистость. Глины имеют массивную, крупную слоисто-сетчатую и линзовидную криогенную текстуру, влажность 67-86%. Их кровля неровная, размыта и поднята вверх вдоль контактов с ледяными телами. На севере обнажения кровля глин залегает на глубине 4-6 м; южнее – на глубине до 20 м от поверхности и местами погружается под урез моря. Видимая мощность глин до 20 м (рис.3. 2).

Над глинами залегают пестрые пылеватые пески с охристыми и черносизыми пятнами железа по растительным остаткам. Криогенная текстура песков меняется от массивной, линзовидно-сетчатой, линзовидно-слоистой до плойчатой, влажность 24-95%. На севере м.Марре-Сале пески имеют выдержанную мощность 4-6 м. На юге этот слой разобщен ледяными телами: пески смяты, подняты вдоль контактов со льдом; образуют линзы с тонкими пережимами и шаровидные включения до 1 м над залежью и внутри нее (см. рис.3. 2); а также крупные скопления песка до 5-7 м под залежью льда. Пески сопоставлены с каргинскими отложениями [*Forman, et all., 2002*].

В верхней части разреза залегают коричневые серые супеси с линзами песков и желтоватые мелко- и тонкозернистые пески с тонкой слоистостью. Слои (1-3 см) обогащены остатками мхов, корешками растений in situ, гнездами торфа (до 10 см). Криогенная текстура в супесях нечеткая поясковая – в разрезе чередуются тонко- и микролинзовидная, линзовидносетчатая и массивная текстуры (влажность 11-44%); в песках – массивная и тонко-линзовидная (влажность 33%), льдистость возрастает вблизи залежей льда. В блоках супесей размером 12-15 м, между полигонально-жильными льдами, вскрываются вертикальные ледяные тела, осложняющие верхнюю пластовую залежь. Слоистость супесей и поясковые криогенные текстуры в блоках – горизонтальные, на контактах с полигонально-жильными льдами – слабо изогнуты вверх, а вблизи ледяных тел – круто изогнуты вверх и местами запрокинуты с образованием лежачих складок. Кровля супесей размыта, их мощность от 0-3 м на севере до 5-10 м на юге. Возраст уменьшается вверх по разрезу от 14160±120 [Forman, et all., 2002] до 10930±105 лет (COAH-7597) на глубине 5,0 м, до 7910±140 лет (COAH-7941) на глубине 1,5 м и 5200±110 лет на глубине 1 м (COAH-7942, см. рис. 3.2). В северной части м. Мааре-Сале, на сниженной до 20-23 м части равнины, возраст песчаных супесей вверх по разрезу уменьшается от 9690±120 до 7355 ±90 лет. Супесчаные отложения с прослоями автохтонных растительных остатков, из мхов, водной растительности, реже нитевидными корешкаи растений в вертикальном залегании отнесены к водным – озерным отложениям накапливавшихся в условиях периодического проточного режима, заболочивания и осушения и сопоставлены с «байдарацкими песками» [Forman, et all., 2002].

Верхнюю часть разреза слагает прерывистый покровный горизонт (мощностью до 1,5 м), который с размывом залегает на казанцевских глинах, каргинских песках или сартанско-голоценовых супесях. Он включает почвы коричневые супеси и пески с корнями растений; ожелезненные пески с криотурбациями и линзами разложенного торфа внизу; в понижениях рельефа - автохтонный или аллохтонный торф (до 1 м). С глубины 0,8 -1,3 м пески мерзлые, криогенная текстура массивная, влажность - 22%. На севере обнажения намытый торф на глубине 1,3 м имеет возраст 6475±100 лет (СОАН-7596); на юге – автохтонные мхи на глубине 0,6 м – 3410±60 лет (СОАН-7596), а аллохтонные – 7700±120 лет (СОАН-7940), (см. рис.3. 2). На пологих склонах от центра к югу и в северной части разреза возраст автохтонного торфа составляет 3475±35 до 1505±45 и 995±45 лет. Инверсия дат аллохтонной органики (древние выше молодых) в покровном горизонте свидетельствует о близком переотложении растительных остатков при размыве сартанско-голоценовых супесей и песков.

Покровный горизонт продолжает формироваться начиная с позднего голоцена до современности, его залегание указывает на интенсивный размыв и денудацию рельефа озерно-аллювиальной переработанной термокарстом равнины в районе м. Марре-Сале.



Рис. 3.2. Геокриологический разрез опорного участка м. Марре-салле и возраст дислоцированных отложений с пластовыми залежами льда.

На основании полученных данных в мерзлой толще м. Марре-Сале выделены следующие морфологические разновидности криогенных образований (см. рис. 3.2): 1 – полигонально-жильные льды; 2 – эпигенетические клиновидные ледяные тела; 3 – верхняя залежь с массивными лакколитами и слоистые лакколиты с трещинными каналами, расположенные над кровлей морских глин; 4 – нижняя залежь льда согласнослоистая морским глинам с прослоями песков, алевритов и с редкими крупными антиклинальными складками.

В центре разреза м. Марре-Сале, в обнажении высотой 24-30 м в течение пяти лет были изучены: в верхней половине разреза

– полигонально-жильные льды,

 верхняя залежь льда с горизонтальными участками и вертикальными выступами разной формы; – клиновидные ледяные тела, секущие верхнюю пластовую залежь;

в средней части разреза: – фрагменты пластового льда с прослоями ледогрунта (см. рис. 3.2).

Кровля полигонально-жильных льдов и выступов верхней залежи размыта на глубине 0-1,5 м от поверхности, над протаявшими льдом местами отмечены просадки, заполненные песком, детритом и торфом. Над центрами

диапировых выступов – штоков, лакколитов и диапировых форм толщина слоя сезонного оттаивания и переходного слоя уменьшается на 3-5 см по сравнению с краями, что может указывать на современный процесс пучения.

Соотношение полигонально-жильных льдов и верхней залежи льда детально изучено в расчистках MC-2/2-08, 09,10 в 2008-10 гг (рис.3.3). Ледяные жилы шириной по верху от 0,7 до 0,1 м вскрыты в боковых стенках термоцирка, выклиниваются на глубине 4,5 м и не достигают пластового льда. Верхние части жил на глубине 2,5 м резко смещены в сторону на 0,2 м, в месте сдвига их толщина уменьшается до 0,02 м. Лед прозрачный, полосчатый за счет вертикально ориентированных пузырьков воздуха, редких прожилков песка (1 мм) и примесей детрита, мхов, трав, семян хорошей сохранности. Верхняя часть жил (0,15-0,5 м) оплавлена, с пятнами ожелезнения. Вблизи жил вмещающие слоистые супеси и линзовиднослоистые криогенные текстуры слабо изогнуты вверх на 0,1 м, что характерно для сингенетических полигонально-жильных льдов. На поверхности над жилами выражена полигональная решетка 14-18 м.



Рис. 3.3 Контакт полигонально-жильного льда и ледяного тела сложной формы в расчистке MC-1/31-08: ① - полигонально-жильный лед; ② - зона слоистого стекловатого льда; ③ - клиновидное ледяное тело; ④ - слоисто-линзовидные криогенные текстуры.

Верхняя залежь в разрезе состоит из горизонтальной части и вертикального выступа льда. Горизонтальный слой льда мощностью 1,2-2 м выходит в боковых стенках термоцирка на контакте глин и пестрых песков. Горизонтальные фрагменты залежи постепенно без разрывов изгибаются вверх и образуют вертикальный выступ высотой 6 м во фронтальной стенке термоцирка в центре полигонального блока. Выступ льда подстилается глинами с тонкими прослоями песков, которые изогнуты вверх и втянуты в лед. Выше выступ льда пересекает пестрые пески и супеси, его ширина уменьшается до 4 м на глубине 4,5 м, и увеличивается до 10 м на глубине 1,4 м. На боковых контактах льда присутствуют бородки стекловатого льда. Единство залежи подчеркивается слоистостью льда от горизонтальной и наклонной до вертикальной, согласно форме ледяного тела. В плане выступ льда имеет кольцевое строение, - в центре прослои льда образуют замкнутые кольца меньшего диаметра, чем видимые дуги льда на периферии выступа.

Лед залежи волнистослоистый: чередуются прослойки и линзы (2-10 см) чистого прозрачного льда и темного с примесью глин, песков и охристых пленок. Минеральные примеси представлены захваченными снизу кварцполевошпатовыми пылеватыми слюдистыми песками с окатанными зернами глауконита, ожелезненными глинистыми агрегатами, выветрелым растительным детритом. Пузырьки воздуха во льду ориентированы хаотично или параллельно слоистости. В центре в вертикально-слоистом льду (см. рис. 5, Б), присутствуют каплевидные скопления стекловатого льда и линзы льда с крупными пузырьками воздуха. В кровле выступа и в горизонтальных слоях залежи отмечены пересечения тонких прослоев льда с разными примесями, что придает льду микроскладчатую текстуру. Горизонтальные участки залежи льда содержат линзы суглинков с сетчатыми, атакситовыми криогенными текстурам, округлые гнезда песка, прослои чистого стекловатого льда с пузырьками воздуха. Горизонтальный слой залежи снизу пересечен и смещен клиновидным телом желтоватого вертикально-слоистого льда (толщиной 0,1-0,2 м) и внедрением суглинков (см. рис. 3.3.). Вышеописанный вертикальный выступ льда полностью вытаял к 2009 г, при

отступании обнажения на 5-6 м вскрылись только горизонтальные части залежи льда. В 2010 г при отступании фронтальной стенки термоцирка вновь открылись вертикальные выступы верхней залежи, а вместо узких ледяных трещин проникающих в кровлю верхней залежи, вскрылись наклонные клиновидные тела льда (рис. 3.4).



Рис.3.4. Изменение морфологии верхней пластовой залежи и клиновидных ледяных тел при ежегодном отступании термоцирка, м. Марре-Сале

Горизонтальные фрагменты верхней залежи в целом постепенно снижаются к югу с 16-18 м до 8-10 м над уровнем моря, соответственно наклону неровной границы глин и песчаных отложений. На горизонтальных участках верхней залежи распространены антиклинальные складки. Выступы льда, расположены на расстоянии 10-25 м друг от друга. В верхней части выступов редко встречаются невытаявшие куполовидные расширения фрагменты массивных гидролакколитов с внутренней слоистостью льда, подчеркивающие их форму (см. рис.3. 2.). С погружением залежи льда размеры вертикальных выступов льда увеличиваются до 12 м, расстояние между ними 20-40 м, меняется их форма, а горизонтальные части залежи залегают в глинах, ниже границы с песками. Выступы образованы круто изогнутыми вверх слоями льда, которые секут перекрывающие породы, смыкаются над поднятой и смятой кровлей глин и выше расходятся в стороны, как ветви, деформируя пески и супеси. Между расходящимися наклонными слоями льда встречаются ксенолиты смятых глин (до 2,5 м) с линзами светлых песков, захваченных снизу.

В центре м. Марре-Сале кроме верхней и нижней залежей льда выделяются трещинные косые и клиновидные ледяные тела с вертикальными, наклонными и кривыми осями, морфологически сходные с полигонально-жильными льдами (см. рис. 3.2, МС-1/2-10; МС-1-09). Лед в клиньях желтоватый вертикально-слоистый за счет включений песков, пузырьков воздуха, гидроокислов железа. Боковые контакты клиньев с «бородками» стекловатого льда ожелезнены. Высота клиновидных тел льда от 1,5 до 7 м, ширина вверху 0,3-2,8 м. Короткие широкие клинья пересекали в 2010 г складки верхней залежи льда, разрывали и изгибали вверх пески и слоистые супеси над ней (рис. 3.5). Изогнутые длинные клиновидные тела внедрялись в нижнюю залежь, характеризуются вертикально-волнистой слоистостью, деформациями сжатия вмещающих суглинков, песков, морских глин и прослоев льда (см. рис.3. 2 Б, MC-1-09). В 2011 клиновидные тела льда достигли максимальных размеров (см. рис. 3.4); в 2012 г – при отступании берега, их ширина уменьшилась, видимый вертикальный размер достиг 9-10 м. Узкие части клиновидных тел в виде трещин шириной 1-5 см, полностью пересекают верхнюю залежь, до мерзлых подстилающих глин с прослоями алевритов и тонких песков. Верхняя залежь льда имеет ассиметричные деформации слоистости на контакте с секущим клиновидным ледяным телом.

Химический состав льда. Результаты анализа выявили достаточно четкое отличие нижней залежи, залегающей согласно с вмещающими морскими глинами, от других типов льда. Расплавы льда характеризуются относительно повышенными значениями минерализации (до 350 мг/л, табл.3.1) за счет хлоридов натрия (более 50% от суммы солей), пониженным содержанием гидрокарбонатов кальция и магния (менее 10%), что может свидетельствовать об активном участии в формировании льда поровых растворов из морских отложений. Проба льда из расчистки MC-1-09 характеризуется типичным для морской воды соотношением основных ионов: $(rNa^+ + rK^+) / rCl^-$ и rMg^{2+} / rCl^- , соответственно 0,9 и 0,2. Более низкая минерализация нижней залежи из расчистки MC-3-09, наряду с повышенным содержанием гидрокарбнатов натрия, возможно, обусловлена метаморфизацией льда при протаивании перекрывающих отложений, о чем свидетельствуют залегающие выше по разрезу таберальные образования.

Химический анализ образцов льда из верхней залежи характеризуется гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом, что типично для пресных вод выщелачивания [Фотиев, 2003, 2009]. Фрагменты верхней залежи характеризуются близким химическим составом, но отличаются по минерализации. В целом верхние части лакколитов в песчаных отложениях менее минерализованы по сравнению с нижними горизонтальными участками залежи в льдистых суглинках, в которых широко распространены грунтовые включения и ледогрунтовые прослои. С ростом минерализации во льду горизонтальных участков верхней залежи отмечено преобладание гидрокарбонатов натрия по сравнению с суммой гидрокарбонатов кальция и магния, что характерно для промерзающих замкнутых таликов в песчаных отложениях [Анисимова, 1981]. Максимальная минерализация выявлена в линзовидных включения прозрачного льда с крупными пузырьками воздуха, здесь отмечено высокое содержание хлоридов натрия (до 70% от суммы солей при среднем содержании 20-40%).

Анализ химического состава льда клиновидных тел не выявил их существенного отличия от верхней залежи, они имеют сходный гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав расплавов. Для клиновидных тел характерно относительное повышение минерализации с глубиной, в основном, за счет хлоридов, а не гидрокарбонатов натрия (как в верхней залежи). Повышенное содержание гидрокарбонатов кальция и магния во льду верхней залежи и клиновидных тел связано со слабой криогенной метаморфизацией материнских вод – озерных и инфильтрационных, поступавших в талики с песчаных водоразделов.



Рис. 3.5. Клинья льда второй генерации, прорывающие антиклинальные складки верхней залежи, расчистка MC-1/2-10 в 2010 г: ① – верхняя залежь; ② – клинья льда; ③ – подошва слоя сезонного протаивания; ④ - предполагаемая граница верхней залежи. Условные обозначения: 1 – слоистость супесей и песков; 2 – слоистость льда, образованная минеральными примесями.



рис. 3.6. Сложная полигенетическая залежь пластового льда (верхняя), состоящая из горизонтальных участков и диапировых внедрений, секущих клиновидных и трещинных форм, мыс Марре-Сале, Западный Ямал, 2012 г.

Химический состав текстурных льдов в супесчано-песчаных отложениях также указывает на их генетическую связь с континентальными водами подозерных таликов.

В отличие от нижней залежи, полигонально-жильные льды, формирующиеся, согласно общепринятой теории, талыми снеговыми водами, имеют ультрапресный гидрокарбонатно-натриевый состав, в целом близкий к химическому составу льда верхней залежи, клиновидных тел и текстурных льдов в песчаных отложениях. Относительно повышенное содержание хлоридов в сингенетических жилах м. Марре-Сале объясняется близостью и влиянием моря. Во всех образцах льда отмечены сульфаты, что присуще жилам торфяников термокарстовых котловин в других регионах. Следует отметить, что все образцы отобраны вблизи кровли жил или на оплавленном боковом контакте, что может указывать на частичную метаморфизацию льда. В целом, ультрапресный химический состав полигонально-жильных льдов слабо отличается от состава льда верхней залежи и клиновидных тел, возможно, благодаря основному источнику питания - атмосферным водам.

По данным химического анализа в формировании льда мерзлой толщи м. Марре-Сале, вероятно, участвовали три генетических типа воды: атмосферная – в полигонально-жильных льдах, пресные воды подозерных таликов с инфильтрационным типом питания в алевритово-песчаных отложениях – в верхней залежи, клиновидных телах и текстурных льдах, а также поровые растворы морских глин – в нижней залежи.

Изотопный состав льда. Результаты анализов выявили дополнительные различия выделенных криогенных образований по содержанию изотопных индикаторов – кислорода-18 (δ^{18} O), дейтерия (δ D) и вычисленному значению дейтериевого эксцесса (d_{ex}), который показывает избыток дейтерия по отношению к кислороду-18: $d_{ex}=\delta D-8\delta^{18}$ O [Dansgaard, 1964]. Для атмосферных осадков в глобальном масштабе $d_{ex}=10\%$; а значения $d_{ex}<10\%$

отражают изотопное фракционирование за счет испарения, сублимации и промерзания-протаивания.

Тяжелый изотопный состав нижней залежи и текстурных льдов в глинах, наряду с химическим составом, свидетельствует об участии в их формировании поровых растворов из морских отложений. Низкие значения d_{ex} этих льдов, вероятно, обусловлены метаморфизацией воды при промерзании. В целом изотопный состав нижней залежи и текстурных льдов в глинистых отложениях близок к изотопному составу современных хлоридно-натриевых озер на водоразделах м. Марре-Сале *[Крицук, 2010]*.

Изотопный состав льдов верхней залежи и клиновидных ледяных тел характеризуется наиболее легким составом (см. табл.). Близкие значения по δ^{18} О и δ D наблюдаются в современных зимних осадках на Западном Ямале. Эти значения отличаются от изотопного состава летних осадков и современных озер, что, вероятно, связано с инфильтрационным питанием подозерных таликов талыми снеговыми водами. По величине d_{ex} лед верхней залежи занимает промежуточное положение между нижней залежью и полигонально-жильными льдами, что, по-видимому, объясняется изотопным фракционированием при промерзании.

Полигонально-жильные льды м. Марре-Сале по изотопному составу $(\delta^{18}\text{O} \text{ и } \delta\text{D})$ имеют более тяжелый состав изотопов, чем лед верхней залежи, но более легкий, чем лед нижней залежи. По значению d_{ex} полигональножильные льды располагаются на глобальной линии метеорных вод и однозначно отличаются от пластовых льдов, что вместе с химическим составом свидетельствует об их формировании атмосферными водами. Для растущих жил в торфяниках отмечено утяжеление изотопов на 3-4‰, как и в других регионах [Деревягин и др., 2003].

Диатомовые водоросли. В полигонально-жильном льду (рис. 3.2, рис. 3.7, расчистка МС-2А-1, Л12, Л13, Л14),) присутствуют пресноводные и морские виды диатомовых- *Pinnularia* sp., *Thalossiosira* sp., *Cyclotella* sp., *Paralia sulcata*.

В секущих эту жилу и озерные супеси наклонных шлирах льда (Л-9, Л-10) определены только пресноводные виды *Gomphonema quadripunctatum* (Østrup) Wislouch, *Nitzschia alpina* Hustedt.

В верхней залежи пластового льда (МС-2-11), в горизонтальных и диапировых частях на разных глубинах от 2 до 8 м установлены преимущественно морские диатомовые *Chaetoceros* sp., *Pyxidicula* sp., *Paralia sulcata*, *Porosira* sp. и *Thalossiosira* sp.



рис. 3.7. Пробы льда в полигонально-жильном, пластовом и текстурообразующем льду для определения микробиоты и химического состава в мерзлых толщах Марре-Сале.

В нижней залежи льда (рис.3.2, MC-3-11) в разных слоях на одной глубине (9,4 м) смятого в складку льда вместе присутствуют пресноводные и морской виды диатомовых *Pseudostaurosira elliptica, Staurosirella pinnata*, (Ehrenberg) Williams & Round *Thalossiosira* sp.; или только пресноводные *Aulacoseira islandica, Stephanodiscus meyeri, Aulacoseira ambigua, A.* sp., *Fragilariforma* sp., *Encyonema silesiacum* (Bleisch) Mann.



1 🛃 2 💌 3 🔹 4a 🚺

Рис. 3.8. Общий вид обнажения и места отбора проб монолитов льдов и мерзлых отложений в нижней пластовой залежи (разрез MC-3-2011): 1 - пробы льда; 2- пробы литологические; 3 - пробы на влажность пород; 4 - контуры льда.

| Рис. 3.9. Характерные виды для арктических пустынь: 1. – <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> , $2 - P$. <i>elliptica</i> , $3 - Staurosira construens, 4 - Hantzschia amphiorys, 5 – Placoneis amphibola, 6, 7, 9 –$ | Рис. 3.10. Новые виды для флоры Арктики: 1, 5 - Stephanodiscus meyeri, 2, 4 - Aulacoseira krammerii, 3 - Pinnularia krammeri. Масштаб: 1, 3 - 10 мкм: 2, 4, 5 - 1 мкм. СЭМ |
|--|---|
| Staurosirella pinnata 8 – Paralia sulcata 10 – | 5 - 10 mKm, 2, 7, 5 - 1 mKm, CONI. |
| Pseudostaurosira brevistriata var inflata | |
| Macuitaf: $4, 5, 8 = 10$ MKM: $3 = 2$ MKM: $1, 2, 6, 7$ | |
| 9. 10 – 1 мкм, СЭМ. | |
| -,,,,,,,,, | |

В полигонально-жильном льду найдены единичные экземпляры стоматоцист золотистых водорослей, которые распространены в поверхностных осадках, в планктоне современных водоемов в холодных олиготрофных условиях (Волошко, 2012). Простые неорнаментированные морфотипы без воротничков, могут относятся к двум видам *Paraphysomonas* de Saed. ил *Chrysphaerella* Lauterb. emend. Korsch.

Генезис криогенных образований м. Марре-Сале

Нижняя залежь отнесена к типу первично пластовых залежей по относительно повышенной минерализации и морскому составу солей, крупнокристаллической структуре льда, параллельной слоистости и положению в морской глинистой толще. Она могла формироваться при эпигенетическом промерзании сверху в открытой системе по сегрегационному типу льдообразования с отжатием солей при миграции воды к фронту промерзания. Форма нижней залежи и крупная складчатость, вероятно, обусловлены конфигурацией фронта промерзания и низкой скоростью льдовыделения при промерзании морских осадков.

Верхняя залежь с лакколитами и клинья льда имеют общие признаки инъекционного образования: минеральные примеси захвачены из нижележащих или вмещающих пород; перекрывающие слоистые пески, супеси и их криогенные текстуры разорваны, изогнуты вверх и местами запрокинуты с образованием лежачих складок. При образовании массивных лакколитов глины были втянуты инъекциями воды вверх, а пески после обезвоживания приняли линзовидную и шаровидную форму. На многократные инъекции воды снизу из таликов по трещинам в мерзлую толщу указывают: пересечение прослоев льда внутри залежей; сдвиги вертикальных осей полигонально-жильных льдов; оплавление мерзлых пород с образованием «бородок» стекловатого льда на контактах лакколитов, клиньев. В тоже время, кристаллическая структура клиновидных льдов и лакколитов указывает на сегрегацию повторных инъекций воды и суспензий, что привело к образованию вертикально-волнистой слоистости за счет распределения минеральных примесей и солей, чистого льда и льда с пузырьками воздуха. Дифференциация и фиксация солей внутри льда обусловлена высокой скоростью промерзания и концентрированием солей в остаточных промерзающих таликах. Таким образом, при формировании верхней залежи преобладали сегрегегационный (в горизонтальных фрагментах) и иньекционно-сегрегационный (в лакколитах и клиньях льда) типы льдообразования. Поэтому сложно построенная верхняя залежь отнесена к вторичным повторно-инъекционным льдам.

Последовательность формирования криогенных образований Выявлено, что изученные сингенетические жильные льды залегают в озерноаллювиальной толще, с возрастом 5-15 тыс. лет. Полигонально-жильная система формировалась в финале сартанского криохрона - первой половине голоцена и опережает образование верхней залежи,

| Ма | | абс. | м | | С | одержан | ие ион | юв, %- | ЭКВ | | s ¹⁸ 0 | ٩٥ | d |
|-------------------|-------------|-------|--------------|-----------------|-------|-------------------|--------|-----------------------|-----------|-----------------|-------------------|----------|------------------|
| л <u>е</u> п/п | Разрез | отм., | IVI, мг/п | C1 ⁻ | SQ.2- | HCO. ⁻ | Na^+ | K ⁺ | Ca^{2+} | $M \sigma^{2+}$ | ° U, % | оD, % | u _{ex,} |
| 11/11 | | М | MI / JI | CI | 504 | neo3 | 114 | К | Cu | 1115 | /00 | /00 | 700 |
| | | | | Пол | игона | льно-жи | льны | е льдь | I | | | | |
| 1. | MC-1/31-08 | 17,3 | 17,9 | 24,7 | 18,9 | 56,4 | 61,8 | 13,1 | 18,7 | 6,4 | -16,0 | -117,5 | 10,1 |
| 2. | MC-2-09 | 26,2 | 76,0 | 39,9 | 5,4 | 54,7 | 41,8 | 4,4 | 32,2 | 21,6 | -13,1 | -95,6 | 9,3 |
| 3. | MC-2-09 | 24,5 | 23,7 | 70,4 | 9,9 | 19,7 | 61,5 | 7,6 | 19,4 | 11,5 | -16,2 | -118,8 | 10,8 |
| 4. | МС-2-09 к | 24,5 | 35,8 | 53,5 | 5,1 | 41,4 | 54,2 | 10,5 | 19,1 | 16,2 | -18,2 | -134,5 | 11,2 |
| 5. | MC-5/3-08 | 20,1 | 21,0 | 62,0 | 0,0 | 38,0 | 75,9 | 9,6 | 9,5 | 5,0 | -14,3 | -110,3 | 4,4 |
| 6. | MC-2/2-08 | 24,5 | 44,5 | 13,3 | 1,7 | 85,0 | 26,5 | 10,4 | 34,2 | 28,9 | -19,6 | -156,2 | 1,0 |
| | | - | | | Кли | новидны | е льд | ы | | | | | |
| 7. | MC-1-09 | 22,1 | 64,2 | 26,1 | 10,8 | 63,1 | 31,7 | 4,1 | 40,8 | 23,4 | -24,6 | -191,3 | 5,8 |
| 8. | MC-1-09 | 19,7 | 95,0 | 44,6 | 6,8 | 48,6 | 45,4 | 4,2 | 30,7 | 19,7 | -24,6 | -190,2 | 6,4 |
| 9. | MC-1-09 | 19,5 | 100,5 | 28,6 | 8,6 | 62,8 | 49,0 | 7,6 | 40,3 | 3,1 | -24,0 | -184,5 | 7,4 |
| 10. | MC-1-09 | 17,3 | 84,1 | 17,2 | 14,3 | 68,5 | 29,9 | 5,2 | 35,9 | 29,0 | -24,1 | -184,8 | 7,6 |
| 11. | MC-1-09 | 15,7 | 121,1 | 54,0 | 10,6 | 35,4 | 78,7 | 3,8 | 8,9 | 8,6 | -24,0 | -184,7 | 7,2 |
| 12. | MC-2/2-08 | 21,0 | 51,2 | 38,3 | 3,8 | 57,9 | 58,4 | 5,7 | 23,2 | 12,7 | -21,1 | -163,2 | 5,9 |
| | | | | | Bepxi | няя зале | жь ль | да | | | | | |
| 13. | MC-1/31-08 | 13,0 | 82,0 | 21,3 | 15,4 | 63,3 | 33,4 | 6,1 | 35,2 | 25,3 | -24,1 | -185,9 | 7,2 |
| 14. | MC-2/2-08 | 25.6 | 53,0 | 30,5 | 7,3 | 62,2 | 44,6 | 7,8 | 25,8 | 21,8 | -21,0 | -161,8 | 6,1 |
| 15. | MC-2/2-08 | 25,6 | 80,8 | 46,0 | 6,9 | 47,1 | 60,2 | 5,4 | 19,1 | 15,3 | -23,7 | -183,6 | 5,7 |
| 16. | MC-2/2-08 | 21,0 | 132,9 | 17,6 | 4,3 | 78,1 | 57,1 | 15,6 | 14,5 | 12,8 | -15,2 | -112,4 | 8,8 |
| 17. | MC-2/2-08 | 22,0 | 390,8 | 72,4 | 0,0 | 27,6 | 94,7 | 1,7 | 2,6 | 1,0 | -14,3 | -108,6 | 5,5 |
| | | | | | Нижі | няя зале | жь ль | да | | | | | |
| 18. | MC-3-09 | 13,6 | 200,8 | 43,8 | 13,9 | 42,3 | 86,2 | 8,5 | 3,9 | 1,4 | -9,8 | -77,9 | 0,2 |
| 19. | MC-1-09 | 15,7 | 354,8 | 87,9 | 0,4 | 11,7 | 75,2 | 3,0 | 7,7 | 14,1 | -21,5 | -162,8 | 9,0 |
| | | | | - | Текст | урообра | зующ | ие льд | ы | - | | | - |
| 20. | MC-5/3-08 | 19,8 | 19,1 | 44,3 | 3,7 | 52,1 | 69,9 | 13,6 | 10,8 | 5,7 | -10,5 | -80,9 | 3,1 |
| 21. | MC-1-09 | 21,3 | 472,4 | 66,6 | 11,0 | 22,4 | 82,3 | 2,2 | 6,4 | 9,1 | -19,5 | -148,8 | 7,1 |
| 22. | MC-1-09 | 18,7 | 29,2 | 54,2 | 10,3 | 35,5 | 65,6 | 4,4 | 18,5 | 11,5 | -20,4 | -155,7 | 7,5 |
| 23. | MC-1-09 | 18,6 | 25,4 | 35,0 | 11,8 | 53,2 | 52,0 | 5,8 | 23,4 | 18,8 | -20,1 | -153,7 | 7,4 |
| | | | | | | | | | | | | | |
| 24. | Снежник | 2008 | 81,9 | 91,1 | 3,5 | 5,4 | 66,9 | 1,9 | 17,3 | 13,9 | -15,7 | -117,8 | 8,1 |
| | Морская | 2000 | | | | | | | | | | | |
| 25. | вода* 100 м | 2000 | 30223 | 91 | 9,0 | - | 78 | 2 | 3,0 | 17 | -5,6 | -33 | 11,8 |
| | от берега | тод | | | | | | | | | | | |

табл. 3.1.Химический и изотопно-кислородный составы подземных льдов м. Марре-Сале**

**Гидрохимический анализ выполнен в 2008 г. – ВНИИОкеангеология (Санкт-Петербург), в 2009 г. – ЛИН СО РАН к.г.н. И.В. Томберг (г. Иркутск). Изотопный анализ выполнен в Изотопной лаборатории института Полярных и Морских исследований им. А.Вегенера, Потсдам (Isotope Laboratory of Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Research Unit Potsdam). *– по данным Л.Н. Крицук [2010]. М – минерализация.

Верхняя залежь повторно-инъекционного льда со слоистыми и массивными лакколитами, клиньями формировалась после заложения и во время развития полигонально-жильной системы в раннем голоцене, их верхние части были размыты и частично вытаяли в конце голоцена [Слагода и др., 2010]. Фрагменты верхней залежи льда различаются по соотношению и положению источника инъекций воды в разрезе. Массивные лакколиты и

горизонтальные участки - первая генерация льда, были сформированы за счет инъекций воды при промерзании разобщенных таликов в песках над глинистым водоупором, имевших на ранней стадии инфильтационное питание. Возникновение трещин снизу в полигональных блоках и повторные инъекции воды по ним, вероятно, обусловлены промерзанием таликов сверху и неровностью фронта промерзания под полигонально-жильной системой.

Эпигенетические клинья и трещины льда, слоистые лакколиты представляют вторую генерацию, которая формировались позднее при промерзании инъекций воды из песчаных плывунов, расположенных на разной глубине в глинах. На севере м. Марре-Сале при образовании слоистых лакколитов вода поступала снизу на границу мерзлых глин и песков по вертикальным трещинам и выше по кольцевым трещинам в полигональные блоки. В центре м. Марре-Сале при глубоком залегании плывунов в глинистой толще над ними в мерзлых породах возникали кольцевые разрывы, по которым инъекции воды иногда захватывали крупные ксенолиты глин.

Выводы. Озерные отложения накапливались в термокарстовых депрессиях без перерыва в конце сартанского периода и в первой половине голоцена, в пределах переработанной казанцевской морской равнины Западного Ямала. Озёрные отложения промерзали сингенетически одновременно с ростом голоценовых полигонально-жильных льдов, при этом над подозерными таликами формировались мерзлые «крышки». Талики

становились полузамкнутыми и замкнутыми, промерзали диагенетически или эпигенетически, хронологически позже верхних частей озерных отложений. Верхняя залежь с лакколитами, слоистые лакколиты отнесены к вторичным повторно-инъекционным льдам с инъекционно-сегрегационным типом льдообразования. Их первая генерация, вероятно, образовалась при промерзании и разобщении таликов на замкнутые очаги под осушенными термокрстовыми котловинами, непосредственно после заложения полигонально-жильных систем. Вторая генерация клиновидные и трещинные льды формировалась позже, при промерзании глубоких частей талика – песчаных плывунов в глинах. Различия в строении лакколитов определялись термодинамическими градиентами в промерзающей толще, положением плывунов в морских глинах, объемом воды в таликах. Кроме того, предварительно выделена и третья генерация наиболее молодых клиновидных тел и лакколитовых ледяных тел, не имеющих связи с подстилающими верхнюю залежь льда горизонтами песка. Такие клиновидные в разрезе и овальные в плане линзы льда, пространственно связаны с верхнеголоценовым озерным льдистым горизонтом и неглубоким, вторично промерзшим таликом над верхней залежью льда. Вероятно, эти клинья являются остатками ледяных ядер многолетних бугров пучения, уничтоженных термоденудацией за последние 1,5 0,9 тыс. лет.

Литература

Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука, 1981, 152 с.

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири. // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11, с. 1207–1220. Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И. и др. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., Наука, 1967, 214 с. Втюрин Б.И. Поземные льды СССР. М., Наука, 1975, 215 с.

Гасанов Ш.Ш. К проблеме происхождения пластовых залежей подземного льда. // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1982, с. 3–13.

Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья п-ва Ямал: их строение, состав и происхождение. // Геокриологические исследования в арктических районах. Тюмень, ИПОС СО АН СССР, 1990, вып. 1, с. 3–11. Геокриологический словарь. М., ГЕОС, 2003, 140 с.

Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 454 с.

Гравис Г.Ф. Инъекционное льдообразование при субаквальном промерзании отложений в прибрежной зоне водоемов. // Материалы гляциологических исследований. М., 1986, № 55, с. 108–112.

Данилов И.Д. Подземные льды. М., Недра, 1990, 140 с.

Деревягин А.Ю., ЧижовА.Б., МайерХ. Изотопный состав природных вод и современных подземных льдов Лаптевоморского региона. // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 3, с. 41–48.

Дубиков Г.И., Корейша М.М. Ископаемые – инъекционные льды на полуострове Ямал. // Известия АН СССР, Сер. геогр., 1964, № 5, с. 58–65. **Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.

Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере Марре-Сале). // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 16–27.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Ледниковые образования в районе полярной станции Марре-Сале на п-ве Ямал. // Л., ВСЕГЕИ, 1982, т. 319, с. 77–85.

Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М., Научный мир, 2010, 352 с.

Кузин И.Л., Астафьев Н.Ф. Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал. // Известия ВГО, 1975, т. 107, № 6, с. 510–515.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Криогенные образования в литосфере Земли. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 343 с.

Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2009, 203 с.

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М., МГУ, 1993, 335 с. Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно-инъекционные

штоки льда в отложениях Западного Ямала. // ДАН, 2010, т. 432, № 2, с. 264–266. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала. // Криосфера

Земли, 2006, т. Х, № 2, с. 68-78.

Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К. и др. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. М., Наука, 1987, 224 с.

Фотиев С.М. Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала. // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 1, с. 63–75.

Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009, 279 с.

Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., et all. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia. // Quaternary Res, 2002, v. 57, p. 355–370.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. // Tellus, 1964, № 16, p. 436-468.